

Exkursion C16 vom 11. bis 20. 8. 1987

South and Central Rocky Mountains and Foothills of Alberta

(von HERMANN JERZ *)

Themen: Wisconsin-Vereisung im Randbereich der großen Inlandvereisung des Laurentischen Schildes und im Vorland der Rocky Mountains; spät- und postglaziale Gletscherstände in den Rocky Mountains; Klima und Boden, Fauna und Flora der Nacheiszeit; Archäologie (Vor- und Frühgeschichte).

Exkursionsleiter: B. O. K. REEVES; weitere Exkursionsführer: J. F. DORMAAR, L. V. HILLS, B. H. LUCKMAN, G. D. OSBORN und M. C. WILSON;

Teilnehmer: 27 (einschl. Führer); Beginn und Ende der Exkursion in Calgary.

Die Flugreise vom Tagungsort Ottawa nach Calgary, rd. 3000 km, bei meist guter Sicht war ein großes Erlebnis: in ca. 9000 m Höhe über die unzähligen Wälder und Seen Ontarios, die in Strömungsrichtung der einstigen Eismassen auf dem kanadischen Schild ausgerichtet sind, über die riesige Wasserfläche des Lake Superior, über die schier endlosen Prärien und Getreidefelder im Südtel der Provinzen Manitoba, Saskatchewan und Alberta. Beim Anflug auf Calgary standen in krassm Gegensatz dazu die metallisch glänzenden Hochhäuser der Banken und Ölgesellschaften, der schlanke Tower und der gigantische Saddledome, eine bekannte Sportarena. Calgary ist neuerdings auch Olympiastadt.

Die Exkursionsteilnehmer aus neun Nationen trafen sich am Abend des 10. August 1987 mit den kanadischen Führern im Chateau Airport Hotel. Programm und Stimmung versprachen eine interessante, erlebnisreiche Exkursion durch Alberta, das „Land der Wilden Rose“ (Route s. Abb. 1).

11. u. 12. 8. 87: Die beiden ersten Tage der Exkursion galten den glazialen Bildungen sowie der Vor- und Frühgeschichte im Bereich des "Ice-Free-Corridor" zwischen den Eismassen des kanadischen Schildes und den Gletscherströmen aus den Rocky Mountains. In Zeiten größter Eisausdehnung war der Korridor geschlossen; das von Osten zufließende „Inlandeis“ der Laurentischen Landmasse und die Gebirgsgletscher vereinigten sich hier und flossen entlang der Vorberge (Purcupine Hills) südwärts. Es ist im einzelnen nicht eindeutig geklärt, ob der Korridor im Früh-

Wisconsin und/oder im Spät-Wisconsin geschlossen war (CLAYTON u. MORAN 1983, RUTTER 1984). Sicher ist, daß dieser Korridor wiederholt eine außerordentlich wichtige Rolle spielte für viele Tiergruppen und für die Ureinwohner auf ihrer vorzeitlichen Wanderung von Alaska (und Asien) in die südlichen, wärmeren Regionen Nordamerikas.

Von den aufgesuchten Stellen im Randbereich der verschiedenen Glazialgebiete zwischen Calgary und Fort MacLeod seien genannt:

Bow River Valley südlich Calgary. Hier hat sich der Fluß bis zu 200 m tief in die Sedimente des spätglazialen Calgary-Eisstausees eingeschnitten. Er ist bereits vor über 11500 Jahren ausgelaufen (WILSON 1983).

Am Willow Creek westlich Staveland ist Moräne des „Schildeises“ von Hochflutlehm überdeckt. Ein daraus entwickelter schwarzer Tschernosem-Paläoboden ist unter dm-mächtiger Asche des Mt. Mazama-Ausbruchs (südl. Oregon/USA, um 6800 B.P.) und unter jüngerem Flußlehm begraben (DORMAAR 1983, WATERS u. RUTTER 1984).

Bei Okotoks ragt ein Riesenfindling aus der flachwelligen Prärie. Es handelt sich um einen kambrischen Arkose-Sandstein mit einem Gewicht von rd. 18000 to (Abmessung 40 × 18 × 10 m). Der erratische Block stammt vermutlich aus der Region Jasper; demnach wäre er rd. 400 km auf dem Eis transportiert worden (u. a. STALKER 1956).

Am Oldman River bei Brocket südwestlich Fort MacLeod sind in Profilen des Steilufers bis zu sechs — verschieden zusammengesetzte — Moränen bekannt: Moräne (Till) mit Geschieben vorwiegend aus den Rocky Mountains (Sedimente, Vulkanite, Metamorphite) und Moräne mit Geschieben vorwiegend vom kanadischen Schild (Granite, Diorite, Gabbro- sowie hochmetamorphe Gesteine).

Die zeitliche Einstufung der Moränen von mindestens drei Gletschervorstößen ist noch unsicher: Wisconsin, ?Iowan, Illinoian, ?Kansan, ?Nebraskan (u. a. STALKER 1977).

Buffalo Jump (Head-Smashed-In), etwa 12 km westlich Fort MacLeod am Rand der Prärie, war über einen Zeitraum von rund 10000 Jahren das bedeutendste Jagdgebiet der Peigan-Indianer.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. JERZ, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D—8000 München 40.



Abb. 1: Route der Exkursion C-16 in Alberta.

Über die 30 m hohen Sandstein-Klippen (O. Kreide) der Purcupine Hills wurden einst ganze Büffelherden getrieben; die Tiere stürzten sich zu Tode oder verletzten sich beim Sturz, so daß sie von den Indianern mühelos erlegt werden konnten. Die letzten Treibjagden dieser Art fanden vermutlich noch Anfang des 19. Jahrhunderts statt. Am Fuß der Klippen wurde ein bis zu 11 m mächtiges Knochenbett ausgegraben. An den Knochenresten läßt sich die postglaziale Evolution von *Bison bison occidentalis* verfolgen (REEVES 1978). Der Buffalo-Jump-Komplex ist heute ein „UNESCO World Heritage Site“ mit einem sehenswerten, in den Berg hinein gebauten archäologischen Museum.

13., 14. u. 15. 8.: Südliche Kanadische Rocky Mountains. In der Südwestecke von Alberta liegt der Waterton Lakes Nationalpark; er grenzt an den Glacier National Park in Montana/USA. Entlang der hier durchziehenden Lewis-Überschiebungsstörung („Lewis Thrust Fault“) sind präkambrische Gesteine ostwärts auf kretazische Gesteine überschoben. Das parallel dazu verlaufende Waterton-Haupttal ist glazial ausgeschürft, das Becken von Waterton Lake glazial übertieft. Im Vorfeld des Sees — im Bereich des Parkeinganges — sind typische Eiszerfallsformen in großer Mannigfaltigkeit ausgebildet: Esker, Eisrandrinnen und Rinnenseen, Toteiskessel und -seen, Kames und Kameterrassen,

darunter kegelförmige Hügel, die hier als „Moulin-Kames“ bezeichnet werden.

In der weiteren Waterton-Region trafen die Montana (Waterton-) Gletscher von Südosten auf die Eismassen des Laurentischen Schildes, die hier bis gegen das Gebirge vordrangen. Im Bereich der Chief Mountain Highway verzahnen sich Moränen der Gletscher aus den südlichen Rocky Mountains mit Moränen eines großen Inlandeis-Vorstoßes vom kanadischen Schild vermutlich während der Illinoian-Ver eisung („Great Laurentide Advance“; STALKER u. HARRISON 1977). Als Beweis für ein präwisconsinzeitliches Alter dieser Moränen werden vor allem auch die über 1 m mächtigen Bodenbildungen angesehen.

Bei Pincher Creek, der windreichsten Gegend Albertas, führt die Straße durch einen tiefen Einschnitt mit über 10 m mächtigen holozänen Lößablagerungen. Zwischengeschaltet ist vulkanische Asche des Mazama-Ausbruches (um 6800 v. h.).

Die Fahrt nach Crownsnest Pass führt durch den ehemals „Goldenen Westen“ Kanadas, eine Region mit bedeutenden Kohlevorkommen (in mesozoischen Schichten) mit den Bergwerksorten Frank, Blairmore und Coleman. Frisch sind noch die Spuren des Frank Slide, eines großen Bergsturzes im April 1903 vom Turtle Mountain auf die Bergwerksiedlung von Frank und die Stolleneingänge von Frank Mine. Die Bergsturzmassen des Frank Slide werden auf über 30 Millionen Kubikmeter geschätzt (VARNES 1978).

Auf der Crownsnest-Paß-Höhe (1396 m) weisen die Bodenprofile Dezimeter-mächtige Lagen aus vulkanischen Aschen auf, die überwiegend vom Mazama-Ausbruch stammen.

In den hochgelegenen Livingstone-Steinbrüchen bei Crownsnest Pass gewannen die Ureinwohner aus harten paläozoischen Sedimentgesteinen Kieselchiefer und Hornsteine und verarbeiteten diese zu wertvollen Steinwerkzeugen, die in weitem Umkreis gehandelt wurden. Der Abbau begann etwa um 5000 v. h. und hatte seinen Höhepunkt zwischen 3000 und 2000 Jahren vor heute.

Die weitere Exkursionsroute nach Norden führte durch die bis in 2200 m Höhe bewaldeten Livingstone-Gebirgsketten zum Plateau Mountain in den Niederen Rocky Mountains. In rund 2500 m Höhe kennzeichnen Steinringe und Streifenböden ein rezentes Permafrostgebiet auf einem Gebirgsplateau. Die Frostbodenstrukturen waren durch den am Vortag (14. August) gefallenen Schnee, der in den Vertiefungen einige Zeit liegen blieb, besonders hervorgehoben (und fotogen).

16. 8.: Das Bow River Valley in der Umgebung von Canmore und Banff eignet sich besonders zum Studium der Wisconsin-zeitlichen Ablagerungen der aus dem Gebirge ins Vorland vorgestoßenen Gletscher, mit Ablagerungen der Eisvorstoßphase, des Eishochstandes und des Eisrückzuges. Es wird dabei ein Frühwisconsin-zeitlicher (oder ?älter) Vorstoß (Bow Valley Advance) und ein Spätwisconsin-zeitlicher Vorstoß (Canmore Advance) angenommen (RUTTER 1972, 1984). Knochenfunde in Vorstoßschottern bei Exshaw sind mit 26500 B.P. datiert. Zur Zeit der Maximumausdehnung erreichte die Eismächtigkeit im Gebiet von Banff bis zu 800 m. Der Eisrückzug im Bow River Valley erfolgte nach heutigen Kenntnissen zwischen 13000 und 12000 B.P. Während dieser Rückzugsphasen kam es noch zu einem bedeutenden Wiedervorstoß, dem „Eisenhower Junction Advance“ (RUTTER 1972).

17. 8.: Der 7. Exkursionstag brachte mit dem Besuch des „Valley of the Ten Peaks“ neue und kaum noch zu überbietende landschaftliche Höhepunkte. Der malerische Moraine Lake, in dem sich die Gipfel in ständig wechselnden Farben spiegeln, verdankt seine Abdämmung einem Bergsturz vom „Tower of Babel“, der vermutlich noch auf abschmelzendes Gletschereis niederging.

Der weiter oberhalb endende Wenckchemna Glacier wird von 12 verschiedenen Eisströmen genährt. Seine Oberfläche ist mit bis einige Meter mächtigem, grobem Blockschutt bedeckt. Bei seinem kräftigen Vorstoß um 1825 riß er zahlreiche Bäume mit, deren Stämme und Wurzelstöcke bis heute zwischen dem Moränenschutt erhalten sind. Bis in die 50er Jahre unseres Jahrhunderts wurde wiederholt ein (geringes) Vorrücken des Gletschers gemessen. Der schuttbedeckte Wenckchemna-Gletscher unterscheidet sich damit wesentlich von den „sauberen“ Gletschern in den Rockies, die seit Mitte des 19. Jahrhunderts fast kontinuierlich zurückschmelzen (GARDNER 1978).

Unweit der Trans Canada Highway 1 liegt der Lake Louise, der bekannteste See der Rocky Mountains. Sein Becken wird gegen das Bow River Valley von einer hohen Endmoräne begrenzt (Standort des Hotels Château Lake Louise). Von hier aus gut erkennbar sind die Gletscher am Mount Victoria, vor allem der Obere Victoria Gletscher, der mit seinen Lawinen den Unteren Victoria Gletscher nährt (OSBORN 1975).

18. 8.: Icefields Parkway. Die Fahrt von Lake Louise zum Columbia Icefield gehört zu den eindrucksvollsten Gebirgsstrecken in Nordamerika. Die Route folgt dem Streichen der Main Ranges durch präkambrische und kambrische Gesteinsserien

(Quarzite, Schiefer, Karbonatgesteine). Etwa 10—20 % des Gebietes sind heute eisbedeckt, insbesondere die Hochplateaus mit \pm horizontal lagernden Schichten. Von den Plateaugletschern gehen oft mehrere Gletscherzungen aus. Zahlreiche Gletscher werden auch von Lawinen oder von dem über den Rand der Felsklippen abgebrochenen Gletschereis genährt ("Regenerated Glaciers").

Bereits im ausgehenden Pleistozän vor rund 10 000 Jahren waren die Plateau-eismassen und Talgletscher bis in ihre heutige Position zurückgeschmolzen. Im Vergleich dazu liegen die Endmoränen der neuzeitlichen Vorstöße im 18. und 19. Jahrhundert bis zu 1 km vor dem heutigen Eisrand. Dies gilt auch für die meisten weiteren Gletscher im Banff- und Jasper-Nationalpark. Fast überall lassen sich die Moränen des *Crowfoot-Vorstößes* um 10 000 (9 000) vor heute, etwa an der Wende Pleistozän/Holozän, von denen der *Cavell-Vorstöße* in den letzten 500 Jahren (Little Ice Age*) unterscheiden. Während die Crowfoot-Moränen eine dichte Strauch- und Baumvegetation aufweisen, sind die Cavell-Moränen weitgehend vegetationsfrei. Für einige Gletscher sind außerdem bedeutende Vorstöße um 4000—3800 B.P., 2900 B.P. und 2400—2200 B.P. nachgewiesen (LUCKMAN u. OSBORN 1979, OSBORN 1982).

Das obere Bow River Valley ist Typlokalität für den Crowfoot-Vorstöß. An der Ostflanke des Crowfoot-Gebirges reichte um die Wende Pleistozän/Holozän die Eiszunge des *Crowfoot Glacier* bis an den Bow Lake, wo hohe, blockreiche, bewaldete Moränenwälle ausgebildet sind. In der Mitte des letzten Jahrhunderts hat der Gletscher die steilen Wälle am Fuß der hohen Felsklippen aufgeschüttet (Cavell-Vorstößphase). In kleinen Vertiefungen zwischen den Blöcken der Crowfoot-Endmoräne ist äolisches Material angereichert, darunter Aschen verschiedener holozäner Vulkanausbrüche (Mt. Mazama, Mt. St. Helens Y, Bridge River**).

Vom Wapta Icefield ausgehend fließt der *Peyto Glacier* in Richtung Bow Pass. Seine Sanderflächen und sein Schmelzwassersee, der *Peyto Lake*, gehören zu den eindrucksvollsten Stellen entlang dem Icefields Parkway. Das intensive Türkis des Peyto Lake hängt höchstwahrscheinlich mit dem

äußerst hohen Anteil an Gletschertrübe im Seewasser zusammen. Der Peyto-Gletscher hat sich in unserem Jahrhundert weit zurückgezogen. In der Neuzeit erreichte er 1711 seine weiteste Rاندlage und stieß um 1850 erneut bis fast in diese Position vor (SEGEWICK u. HENOCH 1975).

19. 8.: *Columbia Icefield Region*. Im Grenzgebiet zwischen dem Banff- und dem Jasper-Nationalpark befindet sich das größte Eisfeld der Rocky Mountains. Sein höchster Punkt bildet der Snow Dome (3450 m). Von ihm gehen 7 Eiszungen aus, darunter die am besten untersuchten Gletscher Kanadas, der Athabasca- und der Saskatchewan-Gletscher. Beide fließen nach Nordosten gegen den Icefields Parkway. Ihre Eiszungen sind in unserem Jahrhundert stark zurückgeschmolzen. Ältere Aufnahmen zeigen, daß der *Athabasca Glacier* 1917 noch knapp nördlich der heutigen Parkstraße endete (vgl. Abb. 2). Die Maxima der neuzeitlichen Vergletscherung (Cavell-Vorstößphase) waren um 1730 und in der Mitte des vorigen Jahrhunderts (LUCKMAN u. OSBORN 1979). Dendrochronologische Bestimmungen an einem vom Gletscher gerade noch erfaßten, umgedrückten, etwas beschädigten, dann seitwärts weitergewachsenen Baum ergaben für das hier dem Cavell-Maximum entsprechenden „Ereignis“ das Datum 1843. Die nachweisbare neue Wachstumsperiode setzt mit dem Jahr 1846 ein (vgl. Abb. 3). Der Zufallsfund beim Icefields-Centre (s. Abb. 2, links von der Jahreszahl 1843/4) ist von B. LUCKMAN (im Druck) beschrieben. Die Endmoränen und Kames im Bereich des Icefields Chalet (in Abb. 2, nahe dem rechten oberen Bildrand) werden dem Crowfoot-Vorstöß um 10 000 v. h. zugerechnet.

Vor der heutigen Gletscherstirn lassen sich vielfältige, frische glaziale Ablagerungen und Kleinformen studieren: Grundmoräne, Fließmoräne, Ablationsmoräne, Toteistrichter, polierte Felsoberflächen mit Kritzern, tiefen Schrammen und Sichelwannen. Der Sunwapta Lake im heutigen Vorfeld entstand nach dem Abrücken des Eises von der gut erkennbaren 1938er Moräne (vgl. Abb. 2).

Die weitere Route auf der Icefields Parkway in Richtung Jasper im Norden führt an zahlreichen spektakulären Aussichtspunkten und geologisch interessanten Stellen vorbei: z. B. Mt. Kitchener Viewpoint, Stutfield Glacier Viewpoint, Jonas Creek Landslide, Athabasca Falls.

Südlich Jasper führt eine kurvenreiche Straße vom Athabasca River Valley zum Cavell Creek Valley am Ostfuß des Mt. Edith Cavell (3368 m), der zu den höchsten Erhebungen im Jasper Nationalpark zählt und aus kambrischen Quarziten aufgebaut ist. In das Hochgebirgstal münden verschiedene Gletscher:

*) Frühester Cavell-Vorstöß im 12./13. Jahrhundert; weiteste Cavell-Vorstöße im frühen 18. Jahrh. und Mitte 19. Jahrhundert, starker Eisrückzug im 20. Jahrhundert (v. a. zwischen 1930 und 1960).

**) Mt. Mazama/südl. Oregon, ca. 6800 v. h.; Mt. St. Helens/Washington, 4500—3400 v. h.; Bridge River, Umgebung Mt. Meagher/British Columbia, ca. 2200 vor heute.



Abb. 2: Athabasca-Gletschervorfeld an der Icefields Parkway mit Grenzen und Daten der neuzeitlichen Gletscherstände, dem Sunwapta-Schmelzwassersee (nach 1938) und dem Eisrand von 1981. —

Aus: LUCKMAN, B. H. u. OSBORN, G. D. (1987):

INQUA-Exkursionsführer, Supplement Materials, Banff-Jasper Section, 1987.

Der Angel Glacier, ein der Gestalt eines Engels gleichender Hängegletscher, klebt an der Ostseite des Mt. Edith Cavell. Er rückte zwischen 1977 und 1981 ca. 50 m vor und schmilzt seitdem wieder zurück.

Der Cavell Glacier, ein Talgletscher, ist heute von mächtigen Bergsturzmassen bedeckt. Nur in Spalten und an der 15–20 m hohen Gletscherstirn, die gegen den in den 60er Jahren entstandenen Stausee abbricht, kommt das Gletschereis zum Vorschein. Infolge der ungleichmäßigen Ablation unter dem Blockschutt haben sich in den letzten Jahren zwei Eisdome gebildet.

Die Cavell-Vorstöße im 18. und 19. Jahrhundert hinterließen eine Sequenz von Seiten- und Endmoränen, die mit Hilfe der Dendrochronologie an Hölzern näher eingestuft werden konnten. Außerdem wurde mit Erfolg eine Altersbestimmung angewandt, die auf dem Größenwachstum von Flechten beruht, welche sich auf den silikatischen Moränenblöcken angesiedelt haben. Die Methode der Lichenometrie geht dabei von einer Bestimmung der größten kreisförmigen Flechtenthalli aus (gemessen wird deren kleinster Durchmesser). Als besonders geeignet erweisen sich zwei *Rhizocarpon*-Arten: *R. geographicum* und *R. macrosporum*. Im Vorfeld des Cavell-Gletschers können mit Hilfe der

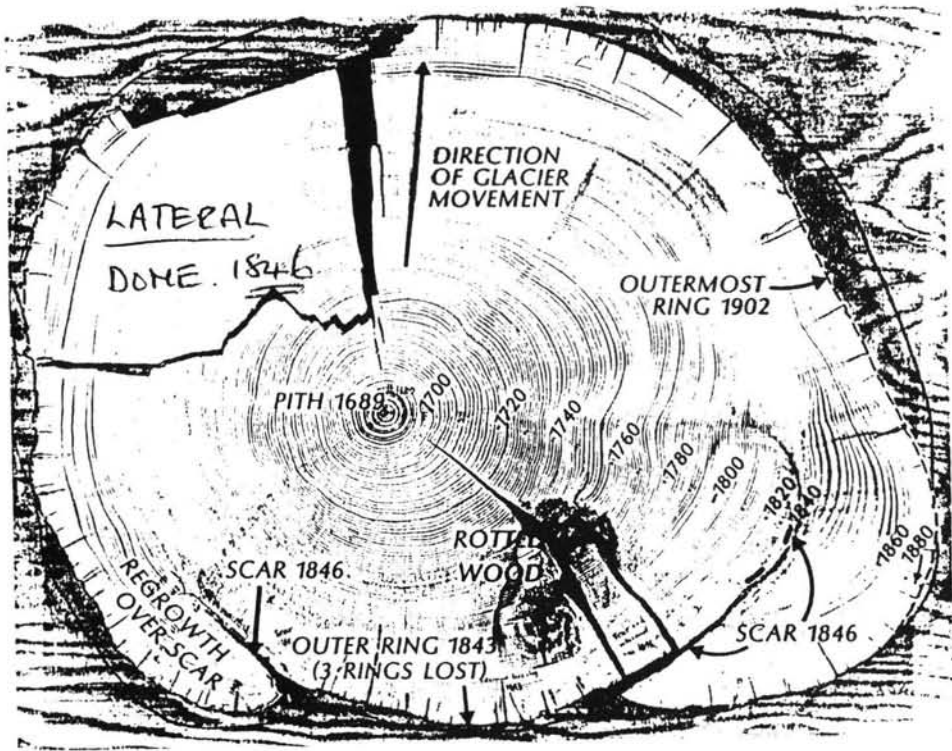


Abb. 3: Baumscheibe eines 1843 vom Gletschereis umgedrückten Nadelbaumes — mit durch Eisdruck verursachten Narben (scars). Eine neue Wachstumsperiode beginnt 1846. —

Aus: LUCKMAN, B. H. u. OSBORN, G. D. (1987):

INQUA-Exkursionsführer, Supplement Materials, Banff-Jasper Section, 1987.

„Flechtenmethode“ die Moränen der Crowfootphase von denen der Cavell-Phase und mindestens zwei Cavell-Vorstöße unterschieden werden (LUCKMAN 1977).

20. 8.: Jasper, Zentrum des gleichnamigen Nationalparks, am Zusammenfluß von Athabasca River und Miette River, liegt in einem ausgedehnten Kameterrassen-Komplex. Verschiedene Aufschlüsse in der näheren Umgebung der Stadt zeigen typische Eiskontaktbildungen, sowohl aus der Eisvorstoßphase wie auch während des Eiszerfalls: Vorstoßschotter, Gletscherablagerungen, Stau- und Abschmelzschotter. Holzreste in vom Gletscher überfahrenen Flußablagerungen besitzen ein ^{14}C -Alter von rd. 29000 yr B.P. Der letzte Hauptvorstoß bis in die Gegend von Edson wird um 18000 yr B.P. angenommen.

Das zweite Schwerpunktthema des letzten Exkursionstages galt den Karstphänomenen im Maligne River Valley und Medicine Lake im Jasper National Park. Das Maligne Valley, das nördlich Jasper in das Athabasca Valley mündet, verläuft parallel zum „Pyramid Thrust Fault“ (SE-NW); der Talboden und die östlichen Talflanken bestehen

vorwiegend aus Kalken und Tonschiefern der Devonian und Mississippian Formation, die westlichen Talflanken aus präkambrischen und kambrischen Sandsteinen und Quarziten. Der Talboden ist von Moräne und Toteisbildungen bedeckt. Das Maligne Valley „hängt“ etwa 90 m über dem Athabasca Valley, der Maligne River hat eine tiefe Klamme in die paläozoischen Kalke und Tonschiefer gesägt (bis zu 50 m tief; engste Stelle 2 m). Im Maligne Canyon treten zahlreiche starke Quellen aus, die vom Sickerwasser des 16 km talaufwärts gelegenen Medicine Lake gespeist werden. Die Durchflußzeit beträgt weniger als ein Tag. Der Medicine Lake hat die Funktion eines natürlichen Wasserspeichers mit einer Versickerungskapazität bis zu 43 cbm/s. Das Seebecken füllt sich im Frühjahr in der Zeit der Schneeschmelze; das überfließende Wasser wird an den Maligne River abgegeben. Im Sommer und Herbst gibt der 18 m tiefe See soviel Wasser in den Untergrund ab, daß er im allgemeinen im Spätherbst trockenfällt. Das zeitweise Verschwinden des Wassers wurde einst sagenumwobenen Mächten zugeschrieben.

Auf der abendlichen Fahrt zurück nach Banff und Calgary auf der Icefields Parkway konnte von allen

Teilnehmern ein überaus positives Fazit gezogen werden: Die Exkursion war ein großes Erlebnis und auch wissenschaftlich höchst ergiebig; die Erläuterungen und Diskussionen waren intensiv und umfaßten viele Wissensbereiche. Alles war bestens vorbereitet. Dem Leiter wie auch allen Führern der Exkursion gebührt dafür großer Dank.

Schriftenverzeichnis

- ALLEY, N. F. (1973): Glacial stratigraphy and limits of the Rocky Mountain and Laurentide ice sheets in south-western Alberta. — *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 21: 153—177.
- CLAYTON, L. & MORAN, S. R. (1983): Chronology of late Wisconsinan Glaciation in Middle North America. — *Quaternary Science Reviews*, 1: 55—82.
- DORMAAR, J. F. (1983): Aliphatic carboxylic acids in buried Ah horizons in Alberta, Canada, as paleoenvironmental indicators. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 859—866, Ottawa.
- DORMAAR, J. F. & LUTWICK, L. E. (1983): Extractable Fe and Al as an indicator for buried soil horizons. — *Catena*, 10: 167—173, Braunschweig.
- FULTON, R. J. (ed. 1984): Quaternary Stratigraphy of Canada. — A Canadian Contribution to IGCP Project 24. — Geological Survey of Canada, Paper 84-10, 210 p., Ottawa.
- GADD, B. (1986): Handbook of the Canadian Rockies. Geology, plants, animals, history and recreation from Waterton/Glacier to the Yukon. — 876 p., Jasper (Corax Press).
- GARDNER, J. S. (1978): Wenckchemna Glacier: ablation complex and rock glacier in the Canadian Rocky Mountains. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7: 1200—1204; Ottawa.
- HILLS, L. V. & SANGSTER, E. V. (1977): A review of paleobotanical studies dealing with the last 20000 years, Alaska, Canada and Greenland. — In: HARRINGTON, C. R. (ed.): Climatic Change in Canada, Syllogeus 26 National Museums of Canada, 73—224.
- INQUA (1987): Quaternary of the South and Central Rocky Mountains and Foothills of Alberta and British Columbia. — XIIth INQUA Congress Field Excursion C-16, 54 p., Ottawa.
- LUCKMAN, B. H. (1977): Lichenometric dating of Holocene moraines at Mt. Edith Cavell, Jasper, Alberta. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14: 1809—1822, Ottawa.
- (1981): The Geomorphology of the Alberta Rocky Mountains. — A Review and Commentary. — *Zeitschrift f. Geomorphologie, Supplementband* 37: 91—119, Stuttgart.
- LUCKMAN, B. H. (1986): Reconstruction of little ice age events in the Canadian Rocky Mountains. — *Géographie physique et Quaternaire*, XI (1): 17—28, Montréal.
- (in press): Dating the moraines and recession of Athabasca and Dome Glaciers, Alberta, Canada. — *Arctic and Alpine Research*.
- & OSBORN, G. D. (1979): Holocene glacial fluctuations in the middle Canadian Rocky Mountains. — *Quaternary Research*, 11: 52—77.
- OSBORN, G. D. (1975): Advancing rock glaciers in the Lake Louise area, Banff National Park, Alberta. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12: 10601—10620, Ottawa.
- (1982): Holocene glacier and climate fluctuations in the southern Canadian Rocky Mountains. A review. — *Striae*, 18: 15—25, Uppsala.
- (1985): Holocene tephrostratigraphy and glacial fluctuations in Waterton Lakes and Glacier National Parks, Alberta and Montana. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 1093—1101, Ottawa.
- PLETSCH, A. (1981): Kanada — Land zwischen Arktis und Prairie. — *Natur u. Museum*, 111 (12): 426—439, Frankfurt a. M.
- REEVES, B. O. K. (1978): Head-Smashed-In: 5500 years of bison jumping in the Alberta Plains. — In: DAVIS, L. B. & WILSON, M. C. (eds.): Bison Procurement and Utilization. — *Plains Anthropologist Memoir*, 14 (23): 151—174.
- RUTTER, N. W. (1972): Geomorphology and multiple glaciation in the area of Banff, Alberta. — *Geological Survey of Canada, Bulletin* 206, Ottawa.
- (1984): Pleistocene History of the Western Canadian Ice-Free Corridor. — *Geological Survey of Canada, Paper 84-10*: 49—56, Ottawa.
- SEDGEWICK, J. K. & HENOGH, W. E. S. (1975): Peyto Glacier: interpretive information on glaciers with special reference to Peyto Glacier. — *Glaciology Division, Environment Canada*, 32 p.
- STALKER, A. (1956): The erratics train, Foothills of Alberta. — *Geological Survey of Canada, Bulletin* 37: 28 p., Ottawa.
- (1977): The probable extent of Classical Wisconsin ice in southern and central Alberta. — *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14: 2614—2619, Ottawa.
- & HARRISON, J. (1977): The Quaternary glaciation of the Waterton-Castle River region of Alberta. — *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 25: 882—906.
- VARNES, D. J. (1978): Slope movement types and processes. — In *Landslides: Analysis and Control*, Transportation Research Board. — *National Academy of Sciences, Special Report* 176: 11—33.
- WATERS, P. L. & RUTTER, N. W. (1984): Utilizing paleosols and volcanic ash in correlating Holocene deposits in southern Alberta. — In: MAHANAY, W. C. (ed.): Correlation of Quaternary chronologies, *Geo-Books*, pp. 203—223, Norwich/England.

WESTGATE, J. A. & DREIMANIS, A. D. (1967): Volcanic ash layers of Recent Age in Banff National Park, Alberta, Canada. — Canadian Journal of Earth Sciences, 15: 1554—1567, Ottawa.

WILSON, M. C. (1983): Once upon a river: archaeology and geology of the Bow river valley at Calgary, Alberta, Canada. — National Museum of Man, Mercury series,

Archaeological Survey of Canada, Paper 114: 465 pp., Ottawa.

WILSON, M. C. (1987): Geological History of the Bow River Valley in the Calgary Region. — In: JACKSON, L. E. & WILSON, M. C. (eds.): Geology of the Calgary Area. — Canadian Society of Petroleum Geologists Calgary, Alberta, p. 109—120, Calgary.

Exkursion (Post Congress) vom 10. — 17. 8. 1987:

Mississippi River Valley Loess Tour

(von ARNT BRONGER *)

Diese Exkursion war ursprünglich als Post-Congress-Tour im ersten und zweiten Circular des INQUA-Kongresses ausgeschrieben, dann aber aus unbekannten Gründen wieder abgesetzt worden. Die jetzige Tour diente offenbar auch der Vorbereitung einer Exkursion für den Internationalen Geologenkongreß 1989 (in Washington) und hierfür der Koordination von Quartärgeologen und Bodenkundlern aus den Staaten Wisconsin, Iowa, Arkansas, Mississippi und Louisiana. Dazu waren einige Fachkollegen aus dem Ausland eingeladen. Die Leitung hatte L. R. FOLLMER vom Illinois State Geological Survey, wo ein (wenn nicht der) Schwerpunkt der Quartärforschung in den USA liegt.

Der erste Tag führte gleich zu den besonders wichtigen Aufschlüssen im „Farmdale Park“ östlich Peoria, der Typuslokalität für den „Farmdale Soil“ und zwei Aufschlüssen im „Athens Quarry“ nördlich von Springfield, der Typuslokalität des „Sangamon Soil“ (vgl. Aufschluß Nr. 1 und 2 in beil. Karte). Der erstgenannte Aufschluß liegt noch gerade innerhalb der äußersten Wisconsin-Eisrandlage, der zweite bereits außerhalb. Beide Lokalitäten sind häufig im Detail beschrieben (zuletzt FOLLMER et al. 1979, MCKAY and STYLES 1986), so daß hier einige grundsätzliche pedostratigraphische Besonderheiten gerade auch im Vergleich zur mitteleuropäischen Geschiebemergel- bzw. Löß-Bodenstratigraphie zusammengefaßt werden sollen.

Der Sangamon Soil ist gerade an seinen Typuslokalität(en) als Gley ausgebildet, was eine paläoklimatische Ausdeutung jedenfalls an dieser

Hapludalf oder sogar als Hapludult ausgebildet sein (FOLLMER 1983). Eine mögliche Ansprache als Ultisol wird sich jedoch kaum belegen lassen, da im Hangenden stets carbonathaltige Sedimente abgelagert wurden (s. u.), so daß die ursprüngliche Basensättigung nicht mehr feststellbar ist. Für diesen Boden, der oft auch deutlich mächtiger ist (meist 2—3 m) als der rezente Boden — ein Hapludalf oder auch Udoll — wird jedenfalls eine höhere Verwitterungsintensität angenommen. — Für das „Sangamonian“ wird allerdings eine Dauer von 125.000 bis 75.000 angegeben, das damit die Substadien 5e—5a in der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie umfaßt. In diesem Zeitabschnitt finden sich in den Lößgebieten Südost-Mitteleuropas zwei intensiv entwickelte Böden mit dazwischen abgelagertem Löß, der einige Meter mächtig sein kann; im westlichen Mitteleuropa über dem letztinterglazialen Boden ein bis mehrere altwürmzeitliche Humuszonen.

Ausgerechnet in der o. g. Typuslokalität Athens geht aber die Pedogenese noch weit in das Altonian (ca. 75.000—28.000, vgl. stratigraphische Tabelle im Anhang) bis mindestens 45.000 B. P., belegt durch etliche, in sich konsistente ^{14}C -Daten. Deshalb liegt hier der Farmdale Soil, dazu noch geschichtet, d. h. als Bodensediment ausgebildet, unmittelbar über dem Sangamon Soil. Aber auch in der o. g. Typuslokalität Farmdale Park liegt der Farmdale Soil (28.000—25.000 (22.000) B. P.) direkt auf dem Sangamon Soil oder ist nur durch ca. 1 m „Roxana Silt“ (Löß) von diesem getrennt. Dies gilt für große Teile des Mittleren Westens, so daß die Interpretation des „early-Wisconsinan loess“ in dieser Region immer noch ein Problem ist (zus.fassend FOLLMER 1983, bes. auch RUHE 1976). Eine Ausnahme bildet das Gebiet des mittleren Mississippi-Tales, wo dieses Lößstockwerk bis zu 15 m mächtig werden kann (Lit. s. o.).

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. A. BRONGER, Geograph. Institut der Universität Kiel, Olshausenstr. 40, D—2300 Kiel 1.